

明治大学人文科学研究所紀要 第59冊 (2006年3月31日) 19—41

日本と東ヨーロッパの高山景観の比較研究

小 疇 尚

— Abstract —

Comparative study on the alpine landscapes of the Tatras and the Japan Alps

KOAZE Takashi

High mountains in the east Europe and Japan had been subjected to the Pleistocene glaciation and represent the alpine landscape, however, there are no glacier at present.

On the account, the alpine landscape of the Vysoké Tatry, the highest mountains in the Carpathians and the Nizke Tatry to the south, and the Yari-Hotaka range and the Shirouma mountains in the Japan Alps have been investigated from the view point of the development of glacial and periglacial landforms. The alpine landscape is well developed at the Vysoké Tatry (photo. 1), after then at the Yari-Hotaka range (photo. 2). The reason of that is considered to be mainly related to the deference of the pre-existing landforms between them prior to the late Pleistocene glaciations.

The Vysoké Tatry is a wide tilted block, uplifted during the late Tertiary and the Quaternary period. The block had been dissected by glaciers repeatedly at the three glaciations in the late Pleistocene with the almost same level of the snowlines, and the typical alpine landforms were developed there. On the contrary, the Yari-Hotaka range have been rapidly uplifted in the Quaternary period and deeply dissected by fluvial erosion. Therefore, the glaciers were rested on the steep valley walls and have not been formed well developed cirques and prominent horns and aretes.

The Nizke Tatry is lower than the Vysoké Tatry and glacial landforms distribute at the north face of the ridge. The convex block-slope with boulder lobes and sheets have been formed by periglacial processes extends at south face of the ridge. Consequently, typical asymmetrical ridge is developed on the mountain (photo. 3). Asymmetrical ridge is formed also on the Shirouma mountains. East face of the ridge is steeply dissected by glaciers (photo. 4) and the west is gentle rubble slope smoothed by periglacial processes at there. Asymmetry of the slopes of the Nizke Tatry is caused by the deference of the solar radiation between the north and south slopes. On the other hand, that of the Shirouma mountains is responsible for much snow accumulation on the east slope and less on the west slope caused by the prevailing westerly wind in winter, and glaciation was active on the east and freeze-thaw processes were intense on the west.

《個人研究》

日本と東ヨーロッパの高山景観の比較研究

小 疇 尚

はじめに

日本列島では中部地方以北に、森林限界以上の高山帯の領域をもつ高山が各地に分布している。なかでも飛騨山脈や北海道の大雪山には盛夏でも大量の残雪が分布し、高山植物のお花畑が広がって見事な山岳景観を展開している。しかし、それらの山地には氷河地形が認められるものの、氷河そのものは現存していない。

日本の高山の景観を考える場合に、従来はアルプスやヒマラヤ、アンデスあるいは極北の山地など世界の代表的な高山との比較で論じられることが多かった。これらの山地は現在も氷河が存在し、更新世の氷河作用を強く受けている大起伏山地であり、日本の高山の氷期の姿を考えるうえでは参考になっても、地形や景観のうえからは日本とはいわば異質の山地といえるであろう。

すなわち森林限界を超える高山帯を有する高山は、さらに雪線を越えて氷河が存在する山々と、氷期には氷河作用を受けたが現在は氷河の存在しないそれとに大別できる。そのようなことから日本の高山景観を他のそれと比較検討する場合には、氷河がなく高さや植生などの点でも、日本の高山との類似点の多い山地を選んだほうがよいと考えられる。

日本とほぼ同緯度にある同高度の山地は、ユーラシア大陸では広大な範囲に分布しているほか、南北アメリカ、ニュージーランドにも分布している。明治大学図書館には、北半球のほぼ全域をカバーする数千枚の20万分の1地勢図が収蔵されているので、そのうちユーラシアとアフリカ北部については全約5千枚に目をとおり（小疇、1997）、アメリカ、カナダ、ニュージーランドについても代表的な山地については、同程度の縮尺の地勢図や大縮尺の地形図で各山地の地形の概要を把握した。またそれらの山地の一部については、現地調査を試みたことがある。以上のような準備作業にくわえて交通機関や宿泊施設、登山路の整備状況、国情や治安などの現地情勢を勘案して、東・中部ヨーロッパの山地を調査地を選んだ。

長い間、それらの国々は政治的な理由で西側諸国の研究者には閉じられ、研究成果もそれぞれの自国語で発表されることが多いため、情報が非常に少なくわが国ではほとんど知られていなかった。そこで、上記地勢図の判読で現地調査の候補地を選び、東アルプス、ズデーテン山脈、カルパティア山脈、トランシルヴァニア山脈、ロドピ山脈を概査した。その結果をふまて、ここでは山の高さや地

形、植生が日本アルプスに最もよく似ているカルパティア山脈に焦点をしぼり、その中心をなすタトラ山地と日本の高山との高山景観の比較を試みた。なお、タトラ山地を含む東ヨーロッパのハイマツ帯については別に報告したので（小崎，2001，2004），本稿では地形を中心に記述する。

中・東欧の山地の概観

ヨーロッパには、北西部にスカンディナヴィア半島からイギリス諸島にかけて、古生代の造山運動によって形成された山地が、南部にイベリア半島から東へ地中海北岸沿いに、中・新生代の造山運動によって出現したアルプス-ヒマラヤ造山帯の山地が連なっている。このうち東経15度付近から東のいわゆる中欧と東欧には、北緯50度より南の広い範囲に山地が分布している。これらのうち、アルプスと同時期に形成された山系は、地中海に沿って南東にのびるディナルアルプス、ピンドス山脈と、ドナウ川をはさんで東のカルパティア山脈の山並みに、大きく2分される。

後者のカルパティア山脈はスロバキアの首都ブラチスラバから、ハンガリー盆地を取り囲んで「つ」の字形を描いて、ドナウ川狭窄部の鉄門にいたる全長1600 kmの長大な山脈で、鉄門の南には同じアルプス山系のバルカン（スタラ）山脈が東西に走っている。そしてバルカン山脈とディナルアルプスの間には、古い造山期のロドピ山脈が横たわっている。また、カルパティア山脈の北西にはズデーテン山脈、その西にエルツ山脈がつらなっている。

これらの各山脈は、北緯40度から50度にかけて分布し、最高峰がいずれも3000 m未満であるが、森林限界を抜く山々で、日本の山地と自然景観の類似点が多い。しかもこの地域には氷河はないが、更新世に氷河作用をうけて氷河地形が広く分布している。その点でも日本の高山との類似点が多い。

タトラ山地の概要

カルパティア山脈は全体にアルプスよりも標高が1500～2000 m低く、いくつもの山地群あるいは山脈にわかれている。タトラ山地は、「つ」の字形につらなるカルパティア山脈の最北部をなす山地で、Váh川上流の縦谷をはさんで北側の標高が高いハイ・タトラと、南側のそれよりも低いロウ・タトラの、それぞれ延長約80 km、幅約20 kmの東西にのびる2列の山並みにわかれている（図1）。両山地とも国立公園として自然が保護されていて、山麓に古くからのリゾート地が点在し、登山路や山小屋が整備されているので山へのアプローチがよく、大縮尺の地図も整っているので、中・東欧の他の山地にくらべて現地調査が比較的しやすい。このような理由でタトラ山地を調査地に選んだ。

1. ハイ・タトラ山地の地形

ハイ・タトラ山地はカルパティア山脈が最も北に張り出した、北緯49度5分から同20分の間に横たわる東西80 km、南北の幅が20 km余の、飛驒山脈とほぼ同程度の山地である。カルパティア山脈の最も高い部分で、最高峰のGerlachovsky（2654 m）をはじめ標高2500 m以上の峰が25あり、主稜線の中央部分がポーランドとスロバキアの国境になっている。

日本と東ヨーロッパの高山景観の比較研究

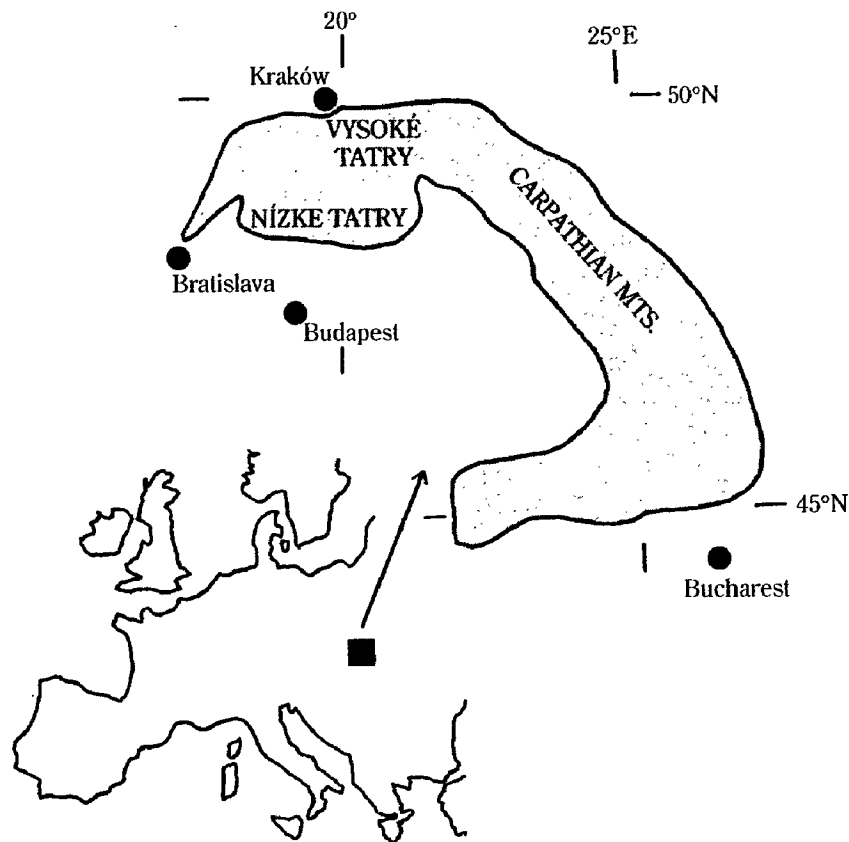


図1 Tatra 山地の位置

山地は全域の80%が花崗閃緑岩で構成され、ほかに変成岩類と中生代の石灰岩をふくむ堆積岩が周縁部に分布している。中新世に広く小起伏面が形成されて後、鮮新世に南北両面を東西走行の断層で区切られて隆起した、東南部が高く北および西に緩く傾いた地塊山地である (Embleton, 1984)。2000 m 以上の峰が集中する山地中心部の 2 km 方眼内の最高点にもとづいて描いた接峰面図 (図 2) から、山地の南縁と東縁が比高1000 m を超える急斜面で、北斜面が平行する数本の断層で階段状に低下する傾動地塊であることがうかがえる。その違いは起伏量図 (図 3) にも表れていて、山塊の南と東の急崖の部分が 2 km 方眼の起伏量が600 m 以上であるのに対して、北側では600 m 以下になっている。山塊は、ほぼ中央に南から Kôprová dolina の幅広い氷蝕谷が主稜直下まで伸び、北側の Dolina Roztoki 谷の谷頭に接しているため、この部分で東の Vysoké Tatry と西の Západoné Tatry 山群に二分され、前者の方が高い (図 2)。現地での観察はおもに Vysoké Tatry で行った。

山地の垂直分布帯は、1500 m 以下が森林帯、1500~1800 m がハイマツ帯で、1800~2000~2300 m が岩塊斜面、それ以上が岩盤の露出する氷蝕地形域となっているが、氷河は存在しない。山頂部の年平均気温は標高2634 m の Lomnický štít で -3.8°C (Lacika, 1999)、現在の雪線高度は2800 m と推定されている (Kalvoda, 1998)。

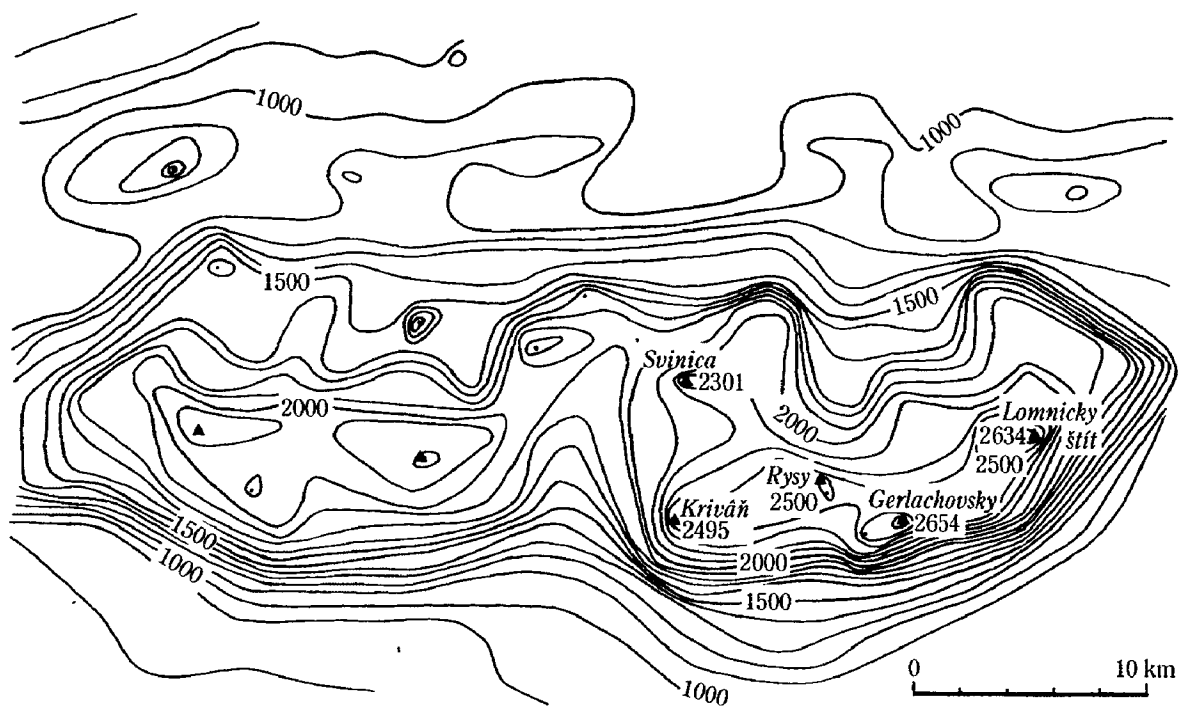


図2 High Tatraの接峰面

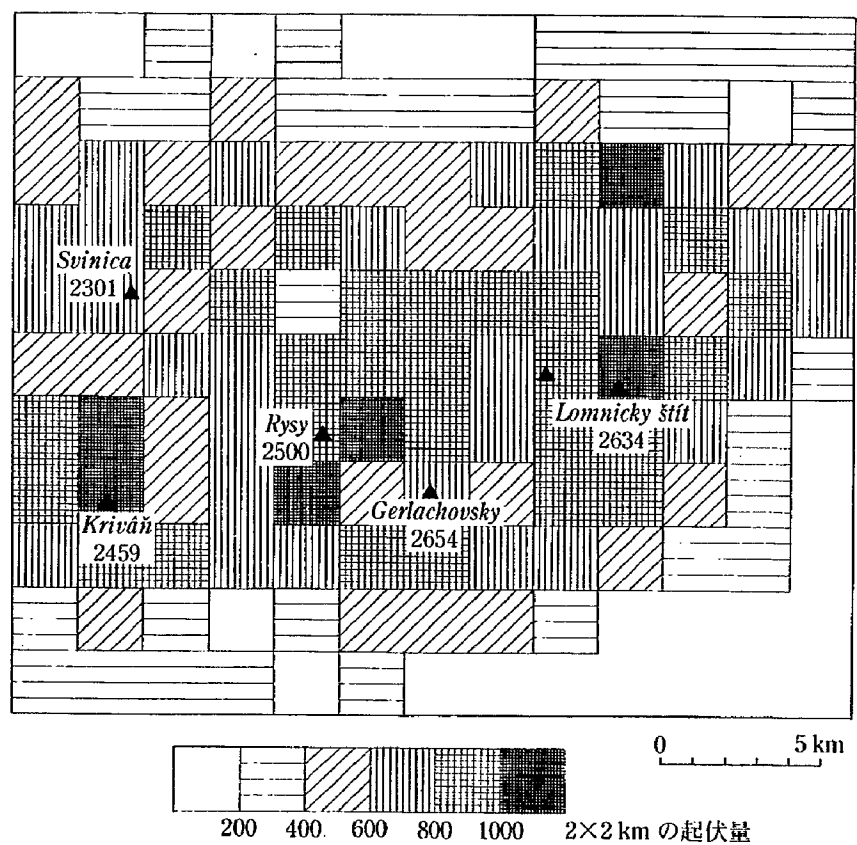


図3 Vysoké Tatryの起伏量

周氷河地形

Vysoké Tatry の周氷河地形の最も大きな特徴は、広大な岩塊斜面である。山地の南および南東斜面は平滑な岩塊斜面が一直線に伸び、それを数 km おきに氷蝕谷が分断して見事な断層三角末端面が並んでいる。この斜面は標高1550 m までが針葉樹林に、その上部1850 m までがハイマツ (*pinus mugo*) (注1) におおわれている (小崎, 2004)。そしてハイマツ帯の上限から2000~2200 m 前後の三角末端面の頂までの間が、径数十 cm から数 m の花崗閃緑岩の周氷河性岩塊斜面になっている。岩塊斜面は断面が直線状か上にやや凸で、トアや凍結破砕崖などの基盤岩の露出や傾斜変換線がなく、ロープ状の微地形やガリーもない、傾斜30度強のきわめてなめらかで均等な斜面である。斜面をおおう岩塊層の厚さは、岩塊斜面を断ち切る氷蝕谷壁で見ると一般に2 m 以下である。

氷期の岩塊斜面は、現在のハイマツ帯よりも下方の標高1200 m 以下にまで拡大して、その比高が1000 m 以上に達していたとみられる。植生におおわれたこの化石岩塊斜面の傾斜は、ハイマツ帯の部分では20~30度、森林帯では20度前後と下にやや凹の断面を示す。日本では、ハイマツにおおわれた化石岩塊斜面の下端に比高数十 cm~2 m ほどの末端小崖が存在し、そこが森林限界と一致していることが知られているが (清水, 1994, 清水・鈴木, 1994, 長谷川, 1996), タトラ山地ではその有無を確認できなかった。

山塊の北側斜面では、森林限界とハイマツ限界が南斜面よりもそれぞれ50 m 低い。しかし北側は山頂高度が階段状に低下しているのと、氷蝕谷が低位置に達しているため、南側に比べて岩塊斜面の規模が小さく、化石岩塊斜面も連続性が悪い。またハイマツ群落は南側と異なって、岩塊斜面よりもむしろモレーンや崖錐斜面を広くおおっている。

岩塊斜面について普遍的に分布する岩塊地形は、氷蝕谷壁の直下に発達する崖錐で、氷蝕谷底が高い南側では植被部分が少ないが、谷底の標高が低い北側ではハイマツにおおわれた部分が多い。しかし岩塊流や岩石氷河は調査した範囲では確認できなかった。また、ソリフラクションロープも稀で、形の整った構造土は見られない。これは構造土が形成されるような緩斜面が圏谷底以外にほとんどなく、花崗閃緑岩が大きく割れて細粒物質が少ないことによると考えられる。

氷河地形

この山地は更新世に3回の氷河作用を受け、最終氷期には雪線が1700 m まで低下した。スロバキア側では最終氷期に長さ9~14 km の谷氷河が約40存在し (Embleton, 1984), うち33が山麓まで流下していて、150 km² が氷河におおわれたと考えられている (Lacika, 1999)。北のポーランド側の方が氷河の発達が悪かったとみられている (Embleton, 1984) が、氷蝕谷の規模は北面の方が大きく疑問が残る。

山地は南北両側から氷蝕谷に深く刻まれて、南側では2100 m 北側では2000 m 前後から上が、鋸歯状山稜と氷蝕尖峰の典型的なアルプスの山岳景観 (Benn and Evans, 1998) を示している (写真1)。氷蝕を受けた山稜の方向は場所によって違いがあるものの、高く長い稜線では北東—南西と北西—南東方向のものが多く、比較的低くて短い尾根では南—北方向が多い。これは大きな圏谷壁面が基盤岩



写真1 Vysoké Tatry の氷蝕岩峰群。山稜の高度は2400–2500 m で等高性が著しい。右端の岩峰は L'adový štít (2627 m)、左下圏谷底の3つの氷河湖の手前側の湖面の高度は2010 m。3つの広い氷蝕谷と支尾根の走行は北西–南東。遠景中央左の三角錐が Rysy (2500 m)、Lomnický štít (2634) 頂上から。

の割れ目や断層の走行、傾斜に影響されている (Kalvoda, 1998) のと調和的である。

主稜線は2000 m 以下では、南向き斜面が傾斜30度程度の平滑な草つき斜面で、北側が切り立った圏谷壁の非対称山稜になっている。また、南に派出する尾根は、その先端の三角末端面が平滑な岩塊斜面で、その側面が氷蝕谷の岩壁になっていて、非対称山稜とはいえないが南向きの平滑な岩塊斜面と急峻な岩壁が隣接している。

Vysoké Tatry の氷蝕地形が特に顕著な部分の起伏量は、ほぼ全域が800 m/2×2 km 以上で、南と東の断層崖に近接した氷蝕尖峰周辺では1000 m 以上ときわめて大きくなっている (図3)。稜線付近の起伏量が下流側より小さいところは、氷蝕谷頭が複数の圏谷に分かれた圏谷内圏谷 (cirque-in-cirque: Sugden and John, 1976) あるいは複合圏谷 (compound cirque) や3個以上の圏谷が集まる圏谷群 (cirque complex: Benn and Evans, 1998) を形成して、谷底の幅が広がっている部分にあたっている。反対に下流側で起伏量が大きくなるのは、氷蝕谷の幅が狭まり、谷壁の比高が増すことの表れである。

山塊中央の Rysy (2500 m) と Vysoká (2547 m) の周辺では、北側と南側の各2つ計4つの氷蝕谷の谷頭が接していて、高い圏谷壁が切りあっているため起伏量が最も大きくなっている (図3)。

日本と東ヨーロッパの高山景観の比較研究

このうち北側の Dolina Rybiego Potoku 谷とその反対側にあたる南側の Mengusovská dolina 谷の、谷頭から500 m ごとに区切った帯についての投射断面を図4, 5に示す。Dolina Rybiego Potoku 谷では、源頭の圏谷壁と下流につづく氷蝕谷壁の比高が700 m に及んでいる。これに対して氷蝕谷底が

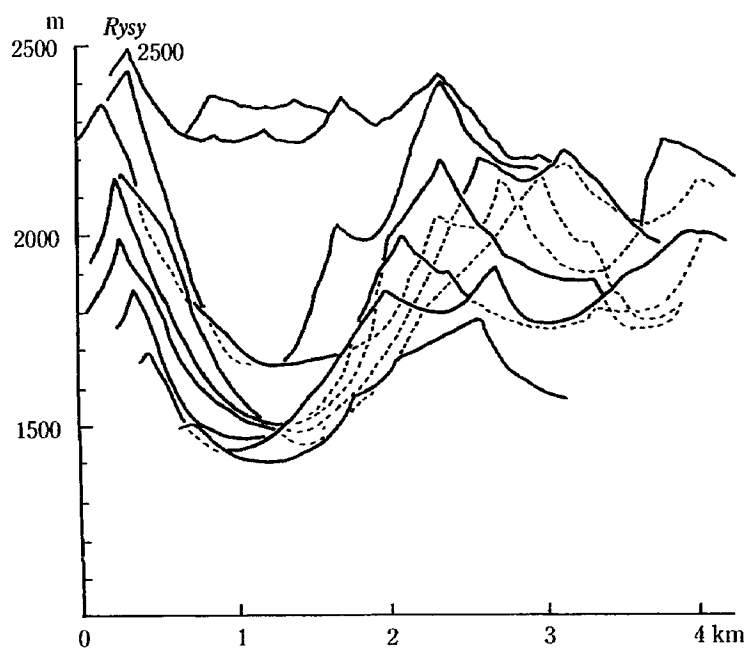


図4 Dolina Rybiego Potoku 谷の投射断面

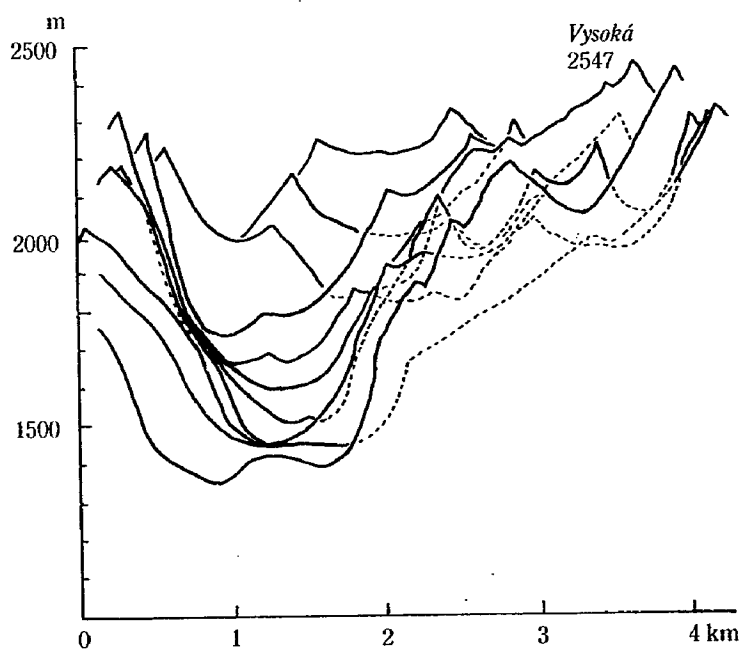


図5 Mengusovská dolina 谷の投射断面

高い南面の Mengusovská dolina 谷は、氷蝕谷壁の比高が500 m 強と低くなっている。また図 4, 5 から、双方の谷とも谷頭部で幅が広がっていて、複雑な複合圏谷ないし圏谷群になっていることがわかる。Vysoké Tatry の氷蝕谷は谷頭がこのように幅 1~3 km の扇状に広がって、複数の圏谷が配列する複合圏谷や圏谷群をなしているものが多く、単一の谷頭圏谷のみの氷蝕谷は長さ 2 km 以下の短い谷に限られる。

多くの圏谷底には氷河湖が散らばり、圏谷群直下の氷蝕谷頭壁下の岩窪 (rock basin) にも氷河湖が分布する。北面の谷では上位の湖は1600–1800 m、下位の湖が1400–1650 m の高度帯に分布する例が多く、一般に下位の湖のほうが大きい。また、湖の標高は源頭の峰が高く規模が大きな氷蝕谷ほど低くなる。ポーランドの最高峰 Rysy (2500 m) 北西面の Dolina Rybiego Potoku 谷 (図14) では、上位の湖が1583 m、下位が1395 m でともに最も低い。南面のスロバキア側には100を超える氷河湖が存在する (Lacika, 1999) が、北面にくらべて面積の小さなものが多い。湖の分布高度は一般に北面より高く、上位が1900–2200 m、下位が1500–1700 m で、主稜線を挟んで上記の谷と反対の位置にある南側の Mengusovská dolina 谷では上位が1944 m、下位が1494 m (図14) である。

このような氷河地形の特徴からハイ・タトラ山地は、圏谷地形の発達段階の壮年期 (Derbyshire, 1968) にあると判断される。また圏谷底の高度が北側で低いことは、南側に比べて雪線高度が低く、氷蝕作用が強かったことを示している。

2. ロウ・タトラ山地の地形

ロウ・タトラ山地は、北緯48度42分から49度03分の間に横たわる東西の延長80 km、南北幅15–25 km の山地で、幅10~15 km の Podtatranska kotolina 盆地をはさんで北のハイ・タトラ山地と相対している。西カルパティア山脈では二番目に高い山地であるが、中心部の Nízke Tatry に最高峰 Ďumbier (2043.4 m) など2000 m をわずかに超える峰が5つあるのみで、さほど高いとはいえない。山地の中軸部はほとんど花崗岩と花崗閃緑岩で構成され、一部に結晶片岩が分布している (Augustini and Kollár, 2001)。また山地の北側では、中腹以下に中生代の石灰岩を主とする堆積岩類が分布し、石灰岩地では大規模な鍾乳洞網が発達している。

山地は第三紀に幅広い曲隆で上昇を始め、第四紀に南北を断層で区切られて隆起し高度を増した。接峰面図 (図 6) から山地の隆起にかかわった断層は、東西と北東–南西の2系統と考えられる。山地は全体になだらかで、切りたった岩峰や突出した峰もなく、起伏量が1 km 方眼で最大でも700 m を超えない (図 7)。そのなかで基盤岩が露出する起伏量の大きな部分は、主稜部では圏谷壁、北斜面では中腹の石灰岩地の急峻な谷壁、南斜面では支稜東面の圏谷壁と峡谷である。

山地には標高1800–1900 m、1500–1600 m、1300 m に小起伏面が存在し、上位のものは中新世後期の、下位のものは鮮新世の侵蝕小起伏面とされている (Embleton, 1984)。中位の面は接峰面図 (図 6) からは、曲隆の過程で上位面の周囲に山麓階として形成されたようにみえる。また、上位面と中位面は主稜にそって分布しており、更新世の氷期に周氷河作用を受けてより一層平滑化された可

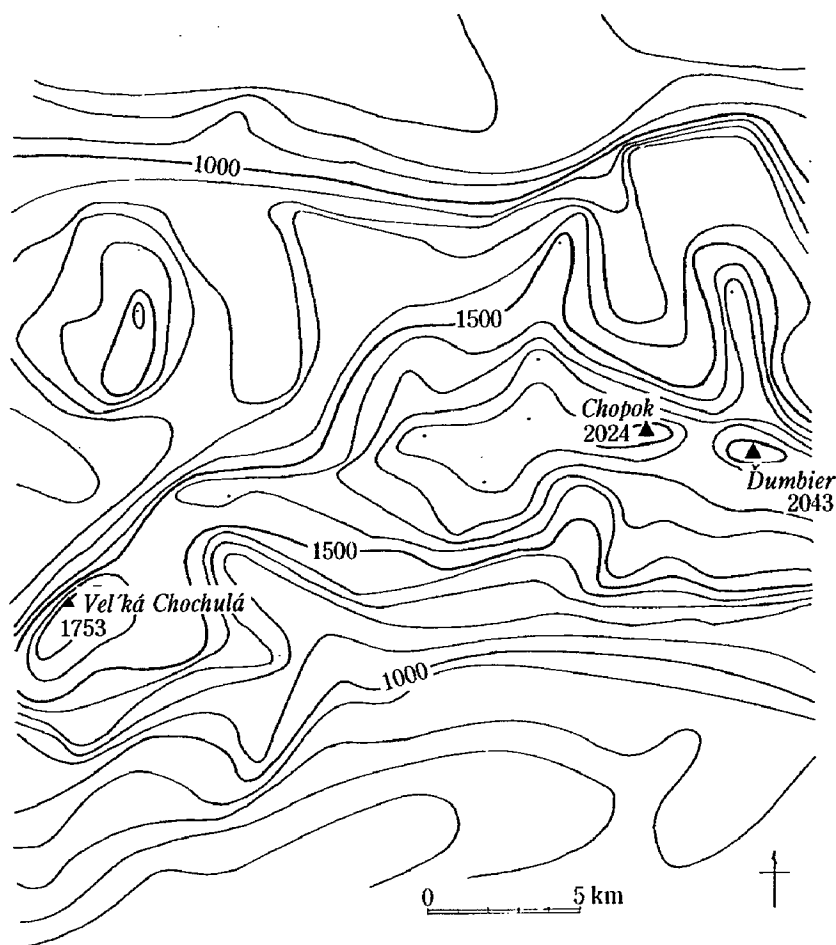


図6 Nizke Tatryの接峰面

能性が大きい。氷期には最高峰周辺の山地中心部は氷河作用を受け、主稜線の北側に浅い圈谷が並び、南斜面が平滑な緩傾斜の周氷河岩塊斜面となった非対称山稜の発達がよい（写真2）。現地での観察は山地中央部の、最高峰 Ďumbier (2043.4 m) と Chopok (2023.6 m) をむすぶ主稜線沿いと北斜面で行った。

周氷河地形

ロウ・タトラ山地の森林限界は約1500 m で、それ以上にハイマツ帯と高山草地が広がっている（小崎，2004）。森林限界は古くからの羊の放牧のため、人為的に現在の高さまで引き下げられていると指摘されている（Augustini and Kollár, 2001）。しかしそれによる降下量は、北のハイ・タトラ山地の人為の加わっていない斜面の森林限界高度から推して、せいぜい100 m 程度であろうと考えられる。したがって1500 m 以上が高山帯すなわち周氷河帯とみなされる。とくに主稜線の南側斜面では、ハイマツ帯上限の約1800 m 以上に岩塊斜面が稜線に沿ってほとんど切れ目なくつづいている。

岩塊斜面は傾斜が頂部で10～15度、下部で20度前後の上にやや凸の平滑な斜面で、長径0.5～2 m 程度の、風化してやや角の取れた花崗岩塊や花崗閃緑岩塊で構成され、短茎草本類にまばらにおお

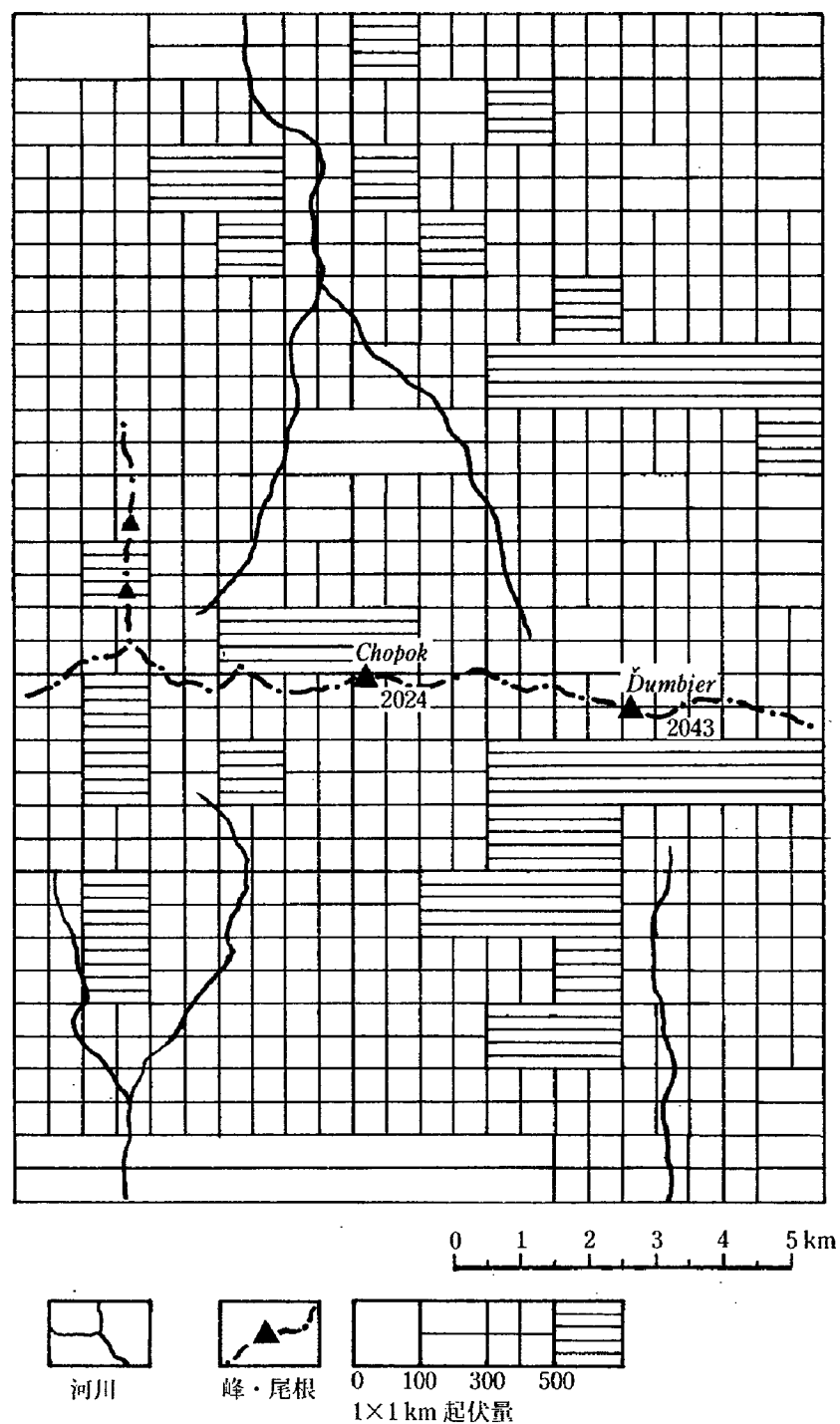


図7 Nizke Tatry 中央部の起伏量

れている。頂部斜面の肩の部分に高さ5 m 未満の凍結破碎崖がところどころに分布しているが、活発な岩塊生産が生じているようにはみえない。しかし傾斜が20度前後の斜面では、活動中の巨礫シート (boulder sheet) や巨礫ローブ (boulder lobe) が多くみられ (写真2), 岩塊の移動は活発に生じている。岩塊斜面には細粒物質が地表にあらわれているところがほとんどなく、したがって構造



写真2 Nizke Tatry 南面の岩塊斜面。最高峰 Ďumbier (2043 m) 南面の滑らかな凸形を示す岩塊斜面。草の生えた斜面に岩塊が巨礫ロープ、巨礫シートをつくって流下している。北側は300 m の圏谷壁で、南側の緩傾斜の岩塊斜面と著しい非対称山稜をなしている。

土も典型的なものはみられない。稜線直下には数箇所に浅い雪窪が分布しているが、8月下旬には残雪はみられなかった。

氷河地形

標高が低いロウ・タトラ山地では更新世の氷河作用が弱く、氷河地形の分布は主稜線付近に限られている。主稜線沿いでは1750 m 以上の峰の北面に、南北に派出する支稜ではその東面に圏谷が並ぶ。圏谷は2000 m 峰の北面には100~200 m の急峻な岩壁をめぐるした、底の広い幅500 m 以上の大型のものが分布するが、それより低い峰では窪みが小さな浅くて底の狭いものが多い。

また、1950 m 以上の峰では圏谷の下方に氷蝕谷がつづいている。Chopok 北西面の複合圏谷と主稜北面および支稜東面の、圏谷底が1600-1700 m の多くの圏谷からの氷河が合流していた Demänovka dolina の西股谷では、標高1000 m 強に最低位の端堆石堤が分布している。しかし氷蝕谷の地形が認められるのは1300 m 付近までで、しかもその形状は広く浅い皿状を呈している。Chopok 北東面の東股谷は、源頭に底が1600 m の圏谷があり、1500-1550 m の氷蝕谷頭壁から1350 m 付近まで氷蝕谷がつづいているが、やはり谷が浅い。Chopok の北西面と北東面の圏谷壁の間には、幅150-250

m の周氷河岩塊斜面が存在し、圏谷氷河によるドーム状山体の侵蝕がまだ十分に進んでいないことがうかがえる。Dumbier 北東面、北西面の氷蝕谷もこれらに形態が類似している。

以上のような地形の特徴から、主稜線の北側では最終氷期の雪線高度は約1700 m で、1500 m 以上に台地氷河状の氷原が広がり、稜線直下に浅い圏谷を形成してそこから広い氷舌を延ばしていたと考えられる。北面にかぎれば圏谷地形の発達段階の青年期 (Derbyshire, 1968) に相当する。一方、南面には氷河作用の痕跡が認められず、氷期には周氷河岩屑斜面が山麓まで拡大していたと考えられる。

このようにロウ・タトラ山地では、主稜線の北面に最終氷期の氷河作用が、南面に後期更新世から現在まで周氷河作用が働いた結果、典型的な非対称山稜が発達した。

3. 飛驒山脈の高山地形

日本で氷河地形が最もよく発達し、代表的な高山景観がみられるのは飛驒山脈である。そのなかでも槍・穂高連峰は氷蝕谷に刻まれた大起伏の氷蝕地形が、後立山連峰北部は非対称山稜の発達がよいことで知られている。そこでまず両山地の地形を概観し、さらにハイ・タトラ、ロウ・タトラ両山地の地形と比較検討する。

槍・穂高連峰の氷蝕地形

槍・穂高連峰は飛驒山脈南部の3列の山並みの中央、槍ヶ岳から奥穂高岳をへて前穂高岳、西穂高岳にいたる南北15 km、東西10 km 余の山稜で (図8)、3000 m を超える岩峰が連なっている。地

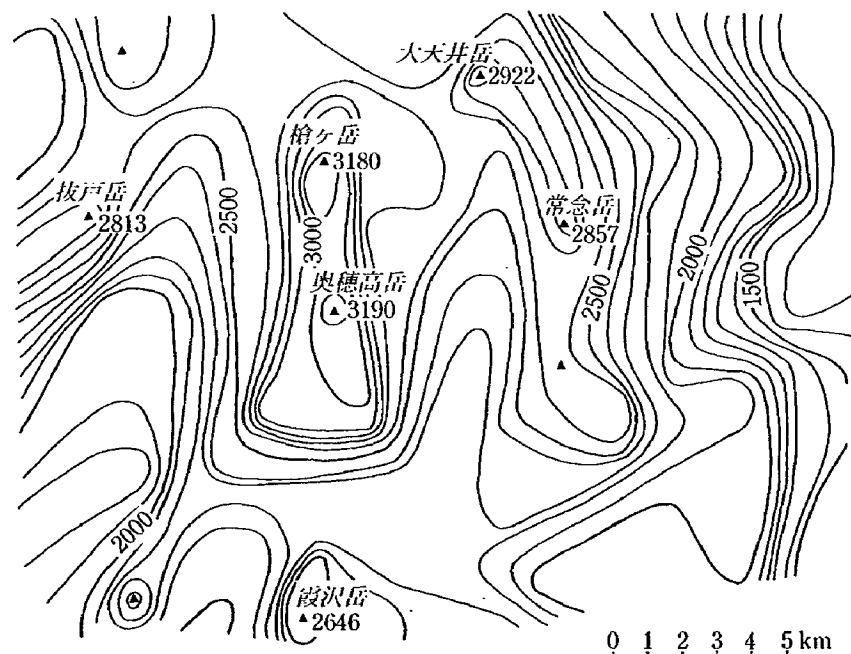


図8 槍・穂高連峰周辺の接峰面

質は中央の槍・穂高連峰が古第三紀の穂高安山岩類、西側の笠ヶ岳の山稜が白亜紀後期から古第三紀初期の笠ヶ岳流紋岩類、東側の常念山地は中生代の堆積岩類からなっている（原山，1990，原山ほか，1991）。

氷蝕地形は槍・穂高連峰の東面できくに発達がよく、稜線直下に圏谷底高度2300-2500 m の7つの圏谷が並び、2600 m 以上に鋸歯状山稜を展開させている（写真3）。これらの圏谷のうち槍ヶ岳南東面の3つは合流して槍沢の氷蝕谷を、穂高側の4つは合流して横尾谷の氷蝕谷をつくった。二つの谷とも最低位堆石堤は標高1700 m に存在する（五百沢，1979）。西面は蒲田川上流部が氷蝕谷の地形を呈しているが、圏谷の形状が不明瞭で、狭く急峻な溝状の谷に氷の詰まったクローワール氷河とでもいふべき細長い氷河や、雪崩涵養型氷河あるいは再生氷河が谷を埋め、谷氷河となって流下していたとみられる。蒲田川流域や笠ヶ岳の西面についても、梓川流域とほぼ同高度まで氷河が流下していたと考えられている（伊藤，1982，長谷川，1992，1996）。

槍・穂高連峰は、氷河地形の明瞭な東面の梓川谷よりも西面の断層に沿った蒲田川の谷との高度差が大きく（図8）、起伏量も圏谷の並ぶ東面では2 km 四方の起伏量が1000 m 以下であるのに対し、西面では1000 m 以上になっている（図9）。連峰の南の東西にのびる大起伏部分は、飛騨山脈南端の高度急低下部を反映したものとみられる。このような地形の特徴から、槍・穂高連峰の大起伏山地は、基本的に地殻変動と河川の侵蝕によって形成されたものといえる。

したがって、氷期の氷河は大起伏山地の急斜面上に分布し、比較的速やかに下方へ流れ下ったと考えられる。わが国では最大級の洞沢圏谷は幅、奥行きとも約1.5 km、圏谷壁の比高が800 m におよぶが（図10）、岩壁の高さはその3分の1程度で、その下に20-30度の崖錐斜面がひろがっている。圏谷底は幅約500 m だが一時的な湛水があるものの、氷河湖はなく、下流につづく横尾谷も河床勾配



写真3 槍・穂高連峰東面の氷河地形。稜線直下に圏谷が並び下部に槍沢（右端）と横尾谷（その左）の氷蝕谷がつづく。左端の前穂高岳（3090）から右へ奥穂高岳（3190）、洞沢岳（3110）、北穂高岳（3106）、それらに囲まれた氷蝕谷頭が洞沢圏谷。右端が槍ヶ岳（3180）、蝶ヶ岳から。

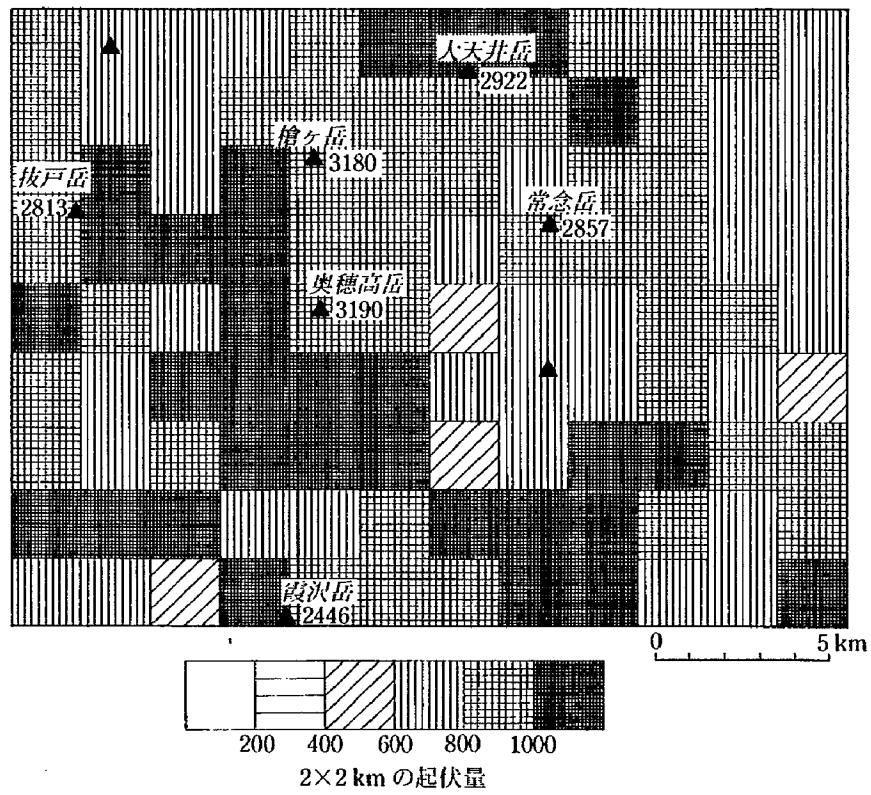


図9 槍・穂高連峰の起伏量

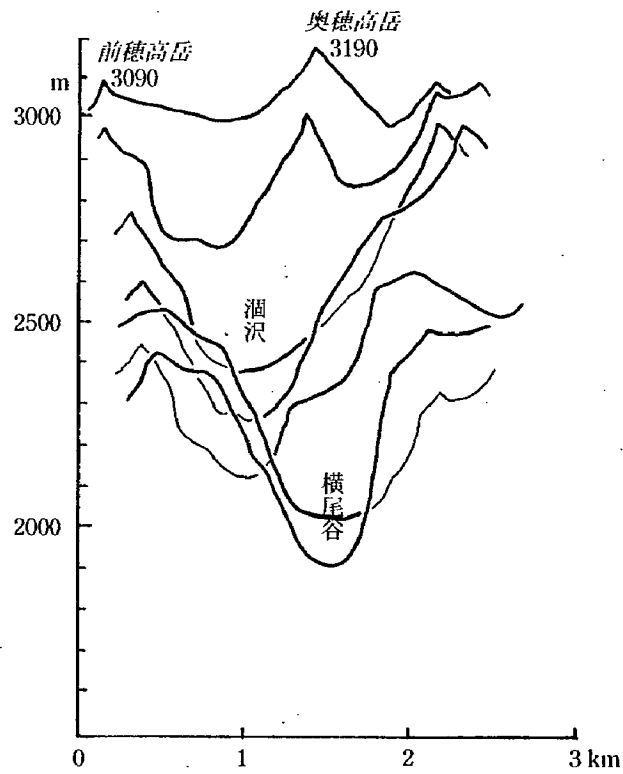


図10 穂高・酒沢の投射断面

が急で湖を溜める岩窪 (rock basin) は形成されていない。このことは氷期の圏谷氷河や谷氷河の侵蝕が、谷の過下刻が生じるほど強力ではなかったことを示している。

白馬連山の非対称地形

飛騨山脈北東部の白馬岳周辺は接峰面図 (図11) で明らかなように、東西斜面の傾斜が大きく異なる非対称な地形をなしている。地質は東斜面に二畳紀・ジュラ紀の堆積岩類と蛇紋岩が、頂稜と西斜面上部に二畳紀の堆積岩類、中新世の珪長岩、花崗閃緑岩、蛇紋岩などが複雑に入り組んで分布している (中野ほか, 2002)。東面の急斜面の比高は1500 m にもおよぶので、基本的には地殻変動によるものと考えられる。しかし主稜線付近の東が急で西が緩やかな非対称山稜は、積雪の不均等分布による東側の氷河作用と西側の周氷河作用という、地形形成作用の違いによる (シュヴィント, 1936, 小林, 1956)。

東斜面にはU字形の断面を示す氷蝕谷が並び (図12)、氷期の氷河は標高1000 m 付近にまで流下していた (小崎ほか, 1974)。槍・穂高連峰のような典型的な圏谷がみられないのは、断層変位の急斜面に雪が吹き溜まる余地がほとんどなく、雪崩涵養の谷氷河が発達しやすかったからであろう。またこれらの氷蝕谷には現在も残雪が豊富で、白馬沢と大雪溪はわが国で有数の越年雪溪である。このように東側の急斜面は、断層崖が氷期の氷河と現在の残雪の作用でさらに急峻になったものである (写真4)。

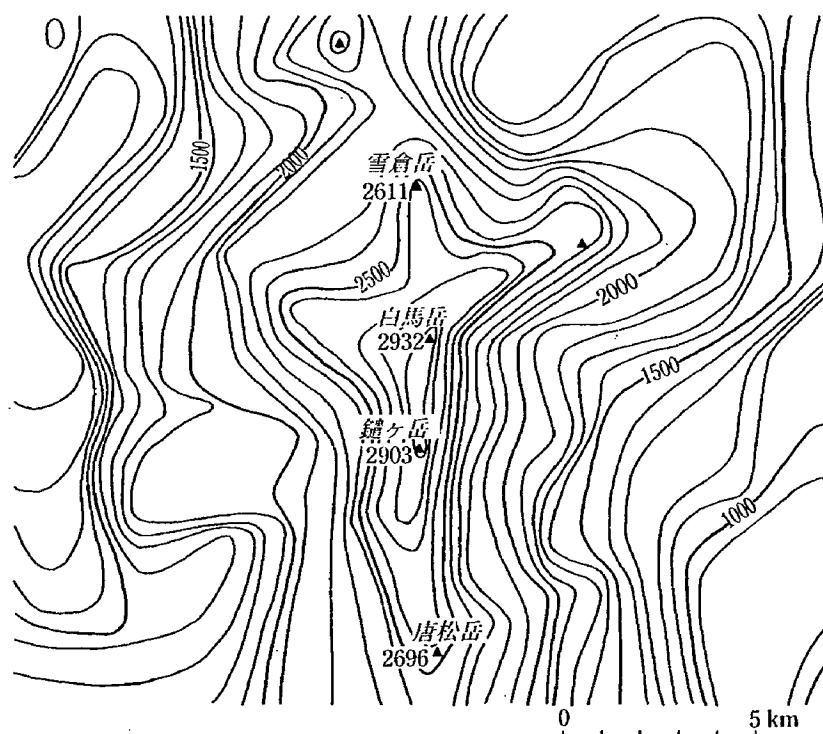


図11 白馬岳周辺の接峰面

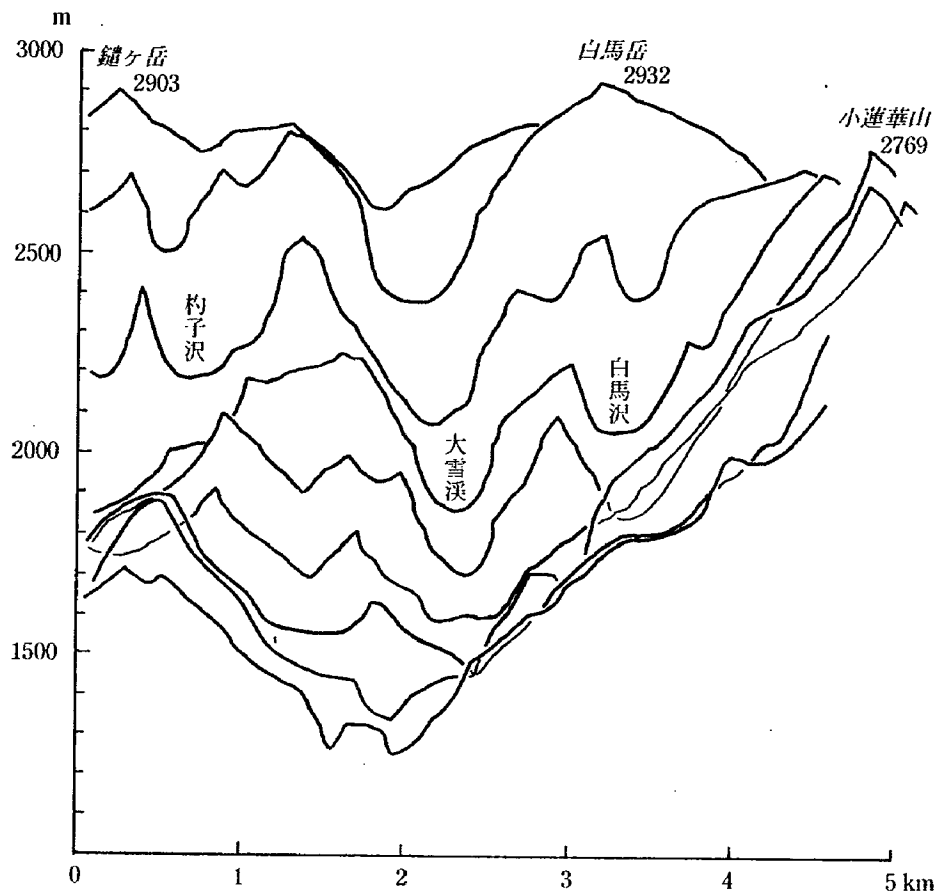


図12 白馬岳東面の投射断面

一方、西側の緩斜面は、凍結破碎された岩屑におおわれ、ソリフラクションで平滑化した周氷河性岩屑斜面で（小崎ほか，1974，岩田，1980），珪長岩の分布域では径数 cm の岩屑が，花崗閃緑岩の部分では数十 cm の岩塊が斜面をおおっている。他の山地でも頂稜西面の平滑斜面は，同様に周氷河性の岩屑または岩塊斜面と解釈されている（小泉・柳町，1982，清水，1983，長谷川，1996）。

白馬岳の場合は，この両斜面のコントラストがきわめて明瞭で，1 km 方眼の起伏量が主稜線の東側直下で900 m 以上と最も大きく，西側では山地内で最も小起伏の500 m 以下となっている（図13）。

4. タトラ山地と飛騨山脈の高山地形の比較

氷蝕地形にみられる差異

上に述べた山地は，いずれも氷期に氷河作用を受けた氷蝕山地であるが，現在は氷河が存在していない。最終氷期の雪線高度は，タトラ山地で1700 m（Lacika, 1999），飛騨山脈南部で2400 m，北部で1500 m 強（五百沢，1966）と推定されている。したがって当時は雪線と頂稜までの高度差がハイ・タトラ山地では1000 m，ロウ・タトラ山地では350 m，白馬連山では1500 m，槍・穂高連峰では800

日本と東ヨーロッパの高山景観の比較研究



写真4 白馬岳東面の急斜面。断層崖起源と考えられる急斜面が、氷期の氷河と現在の残雪の侵蝕でさらに険しさを増した。手前が白馬沢その向こうが大雪溪の氷蝕谷頭。右が白馬岳（2932）中央が鑓ヶ岳（2903）で西斜面が緩傾斜の非対称山稜をとっている。

m あったとみられる。また氷河作用を受けた氷期の回数は、タトラ山地では3回（Embleton, 1984）、飛騨山脈では3回あるいは4回の可能性も予想されているが、確実なのは2回である（小崎・岩田, 2001）。

氷河地形の発達程度は、それが進んでいる方からハイ・タトラ山地、槍・穂高連峰、白馬連山、ロウ・タトラ山地の順になる。氷蝕地形の発達には山の標高そのものよりも、雪線以上にあった山稜の高さやその時間の長短が、一義的に関係していると考えられる。雪線以上の山が高ければ、氷蝕を受ける期間が長くなり氷河による侵蝕がより一層進行するはずだからである。しかし実際は上記のように必ずしもその順序どおりになっていない。

顕著なアルプス的景観を呈するハイ・タトラ山地では、氷蝕谷が山地の中心部まで達して谷頭に規模の大きな複合圏谷や圏谷群を形成し、その周囲を急峻な圏谷壁がとりまいている。氷蝕谷は幅が広く（図4、5）、2段の岩窪が発達してそれぞれに湖が存在する（図14）。その結果、山稜は幅が狭まって鋭く尖り、山地の中心部で起伏が大きくなるが、大きな圏谷群の部分では谷幅が広く、かえって起伏量が小さくなる傾向がある（図3）。

これに対して槍・穂高連峰では、個々の圏谷の大きさはハイ・タトラ山地のそれとさほど変わらないものの、圏谷群を形成していないので底の幅が狭く勾配が急で、そのまま下流の氷蝕谷につづいて

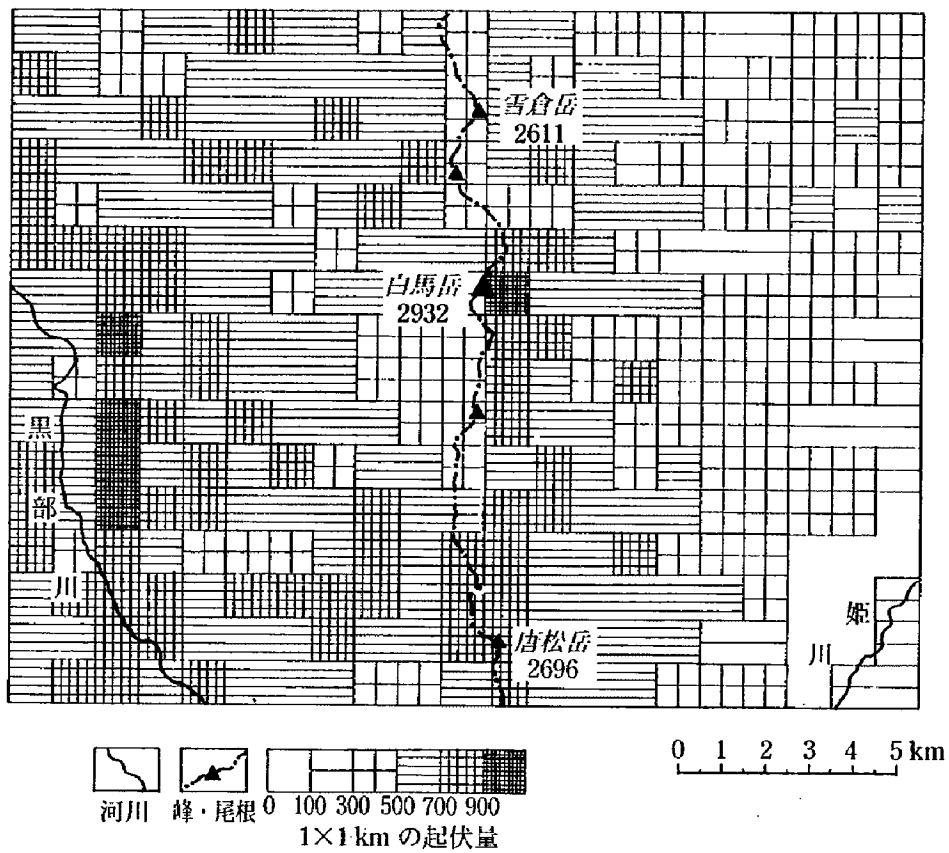


図13 白馬岳周辺の起伏量

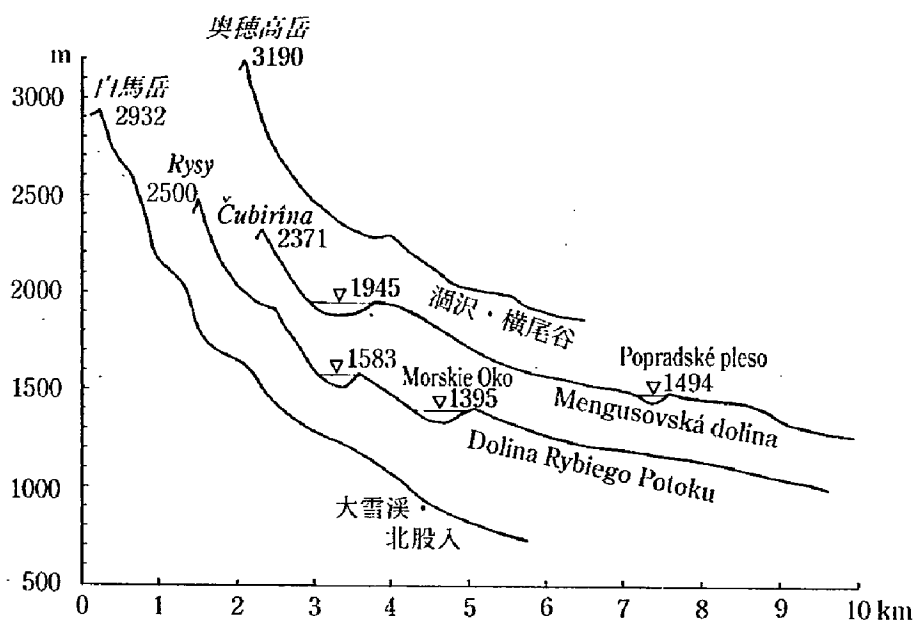


図14 Vysoké Tatry と穂高岳、白馬岳の谷の縦断面

日本と東ヨーロッパの高山景観の比較研究

いている。圏谷直下の氷蝕谷頭壁もさほど明瞭ではなく、氷蝕谷の勾配も急で遷急点はあるが、岩窪をつくるような過下刻は生じていない（図14）。白馬岳の場合は圏谷が十分に発達しないまま、狭く急勾配の氷蝕谷に移行している（図14）。しかも西斜面が周氷河岩屑斜面で、氷蝕谷の谷頭が切り合っていないため、鋸歯状山稜や氷蝕尖峰がみられない。

このような違いは、山地の構造や隆起の時期も関係していると考えられる。ハイ・タトラ山地はアルプスとはほぼ同時期に曲隆をはじめ、第三紀末から断層地塊として高さを増した（Embleton, 1984）ので、氷期にはほぼ現在の高度に達していたであろう。そのため3回の氷河作用は、それぞれ前の氷期の氷蝕谷をさらに侵蝕して幅を広げ、谷頭を後退させるように働いて、幅20 km 前後の山地をその中心部まで蚕食した。

これに対して第四紀に入ってから急速に高度を増した飛驒山脈は、周囲を断層で限られているばかりでなく、山脈の内部にも侵蝕の弱線になる多くの断層が走って深い谷が刻まれている。そのため氷河は急斜面の上部に位置して、断層崖や河谷の急峻な谷壁を流下することになり、雪線付近で幅を広げて圏谷を発達させることが十分にできなかったと考えられる。氷蝕を受けた山稜部よりも、山塊周辺の谷に面した部分の起伏が大きい（図8, 13）のはその表れである。圏谷の発達が不十分で大きな複合圏谷や圏谷群が形成されなかったため、圏谷壁が切りあうことが少なく、谷よりも山体の幅が広く、主稜線がほとんど直線的で屈曲せず、垂直的な凹凸にもとぼしい氷蝕山形が形成されたと考えられる。さらに、後期更新世を通じて隆起が継続して雪線の位置が安定せず、氷河作用が古い氷河地形を再拡大するよりもそれを破壊するような形で働いたこと、降水量の多い気候のため間氷期と後氷期の流水による氷河地形の改変が著しかった影響も大きい

氷河、周氷河地形分布の非対称性

白馬岳に代表される非対称山稜は、南北走行の山脈が多い日本では東西斜面の非対称としてとらえられ、もっぱら冬の西風による稜線付近の積雪の不均衡分布に起因する、東斜面の氷河作用と西斜面の周氷河作用の産物と理解されてきた。しかしその効果は雪線と山稜の高度差が小さいところでは大きい（長谷川, 1996）が、その差が大きくなると目立たなくなる。白馬岳の場合は、西斜面にもかつて氷河が存在していたが、その頂稜部分のみがいわば吹きさらしの斜面になっていて、平滑な周氷河性砂礫斜面が発達したと考えられる。

しかし、アルプス-ヒマラヤ造山帯の山地は山脈の走行が基本的に東西で、タトラ山地も同様である。そしてここでは南北斜面の非対称が認められ、北斜面のほうが氷河地形の発達がよい。

ハイ・タトラ山地では南斜面よりも北斜面のほうが、圏谷群の規模が大きく圏谷底もそれにつづく氷蝕谷も高度が低い。それを反映して北面では、圏谷底と氷蝕谷の氷河湖の面積が大きく、分布高度が低い（図14）。最終氷期の雪線と山稜の高度差が350 m と小さかったロウ・タトラ山地では、氷河地形は北面にのみ形成され、南斜面には周氷河岩塊斜面が発達した。ハイ・タトラ山地でも、氷蝕地形の分布高度帯以下に周氷河岩塊斜面が広がっている。氷期にこの緯度帯で南風が卓越していたとは考えにくく、このような氷河・周氷河地形の広域的な非対称分布は、南北斜面の日射量の差以外に原

因が考えられない。

比較的緯度の低い日本では、日射の差による南北斜面の非対称性は問題にされてこなかったが、例えば槍ヶ岳の東鎌尾根、西鎌尾根北面の氷河地形の発達などを考える場合には、考慮されるべき要因のひとつとなるであろう。

5. 結 論

東ヨーロッパ、カルパティア山系のハイ・タトラ山地、ロウ・タトラ山地、飛騨山脈の槍・穂高連峰、白馬連山の4つの山地で高山地形を調査した。これらの山地はいずれも森林限界よりも高いいわゆる高山で、現在も周氷河作用が働いているが氷河は存在しない。しかし複数回の氷期に氷河作用を受けて氷河地形、周氷河地形が形成された。調査の結果は、以下のようにまとめられる。

1) ハイ・タトラ山地は、中腹以下に周氷河性岩塊斜面が広がっているが、氷蝕谷が山地の中心部まで谷頭を伸ばして規模の大きな複合圏谷・圏谷群を形成し、氷蝕岩峰、鋸歯状山稜が発達するアルプス的高山景観を呈している。

2) ロウ・タトラ山地は、主稜線の北側に圏谷が並んでその下部に浅い氷蝕谷がつづくのに対して、南斜面が平滑な周氷河性岩塊斜面の、典型的な非対称山稜を形成している。

3) 槍・穂高連峰は、主稜線の東側に圏谷が並び氷蝕谷が形成され、氷蝕山稜が発達している。しかし東西両斜面の氷蝕谷頭の切り合う部分が少ないため、氷蝕山稜の屈曲や上下の程度がさほど大きくない。

4) 白馬連山は、非対称山稜の発達が顕著で、東斜面には深い氷蝕谷が、西斜面に周氷河岩屑斜面が形成されている。東側の急斜面は断層起源と考えられ、急斜面に形成された氷河が圏谷を発達させる余地が少なく、雪崩涵養型の氷蝕谷頭が斜面をさらに急峻にしたと考えられる。

5) 氷蝕地形の発達には、雪線から山稜までの高度差とともに、氷蝕を受ける前の地形も重要である。ハイ・タトラ山地の場合は、更新世後期の氷期にはすでに幅の広い地塊が、氷期の雪線高度を超える高さに隆起していたため、3回の氷期の氷蝕がそれぞれ前の氷期の谷を拡大するように効果的に働いてアルプス的高山景観が形成された。飛騨山脈の場合は隆起の時期がそれより遅く、断層崖や断層にそう河谷の急斜面の上部に氷河が形成されたため、規模の大きな圏谷群が形成されず、氷蝕山稜の発達も十分に進まなかった。

6) 氷河・周氷河地形の非対称的分布が、日本では主稜線をはさむ東西斜面で顕著であるが、タトラ山地では南北斜面の違いになっている。前者では卓越風による積雪分布の不均等が原因とされているが、後者の場合には南北斜面の日射の差が原因であると考えられる。

注

1. *Pinus Mugo* の和名はムゴマツであるが、日本のハイマツ *Pinus Pumila* と同様の生活形をもち、英語の一般名では dwarf pine であるので、単にハイマツと呼ぶことにする。

日本と東ヨーロッパの高山景観の比較研究

文 献

- 五百沢智也 (1979): 鳥瞰図譜 = 日本アルプス. 講談社, 190p.
- 岩田修二 (1980): 白馬岳の砂礫斜面に働く地形形成作用. 地学雑誌, 89, 319-335.
- 伊藤真人 (1982): 北アルプス南部蒲田川右俣谷の氷河地形. 地学雑誌, 91, 88-103.
- 小崎 尚 (1997): 旧ソ連邦の地勢図を読む. 図書の譜・明治大学図書館紀要, 1, 101-109.
- 小崎 尚 (2001): 東ヨーロッパの山とハイマツ. 地理, 46-10, 98-107, 46-11, 94-102.
- 小崎 尚 (2004): 東ヨーロッパのハイマツ帯. 駿台史学, 123, 129-154.
- 小崎 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡澤修一 (1974): 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, 35, 1-86.
- 小崎 尚・岩田修二 (2001): 氷河地形・周氷河地形. 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編: 日本の地形 1, 総説. 149-163, 東京大学出版会.
- 小泉武栄・柳町 治 (1982): 木曽山脈主稜部における周氷河性岩屑生産. 第四紀研究, 20, 281-287.
- 小林国夫 (1956): 日本アルプスの非対称山稜. 地理学評論, 29, 484-492.
- 清水長正 (1983): 秩父山地の化石周氷河斜面. 地理学評論, 56, 521-534.
- 清水長正 (1994): 早池峰山における斜面地形に規定された森林限界. 季刊地理学, 46, 126-135.
- 清水長正・鈴木由告 (1994): 秩父山地金峰山における周氷河性岩塊斜面と森林限界の関係について. 地学雑誌, 103, 286-294.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・刈谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002): 白馬岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査センター, 105p.
- 長谷川裕彦 (1992): 北アルプス南西部, 打込谷の氷河地形と氷河前進期. 地理学評論, 65A, 320-338.
- 長谷川裕彦 (1996): 北アルプス南西部, 笠ヶ岳周辺の氷河・周氷河地形発達史. 地理学評論, 69A, 75-101.
- 原山 智 (1990): 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 175p.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・瀧澤文教 (1991): 槍ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 190p.
- マルティン・シュヴィンド (1936): 笠嶽山脈と抜戸嶽付近の羊背岩. 地理学評論, 12, 438-446.
- Augustini, P. and Kollár, D. eds. (2001): The Low Tatras. Geoinfo Slovakia and Dajama Publ., 147p.
- Benn, D. I. and Evans, D. J. A. (1998): Glaciers and glaciation. Arnold, 734p.
- Derbyshire, E. (1968): Cirque. In Fairbridge, R. W. ed. *The encyclopedia of geomorphology*. Reinhold, 119-123.
- Embleton, C. ed. (1984): *Geomorphology of Europe*. Macmillan, 465p.
- Kalvoda, J. (1998): Geomorphological hazards and risks in the High Tatra mountains. In Kalvoda, J. and Rosenfeld, C. L. eds. *Geomorphological hazards in high mountain areas*. Kluwer Academic Publishers, 263-284.
- Lacika, J. (1999): Tatras. Dajama Publ., 135p.
- Sugden, D. E. and John, B. S. (1976): *Glaciers and landscape*. Edward Arnold, 376p.